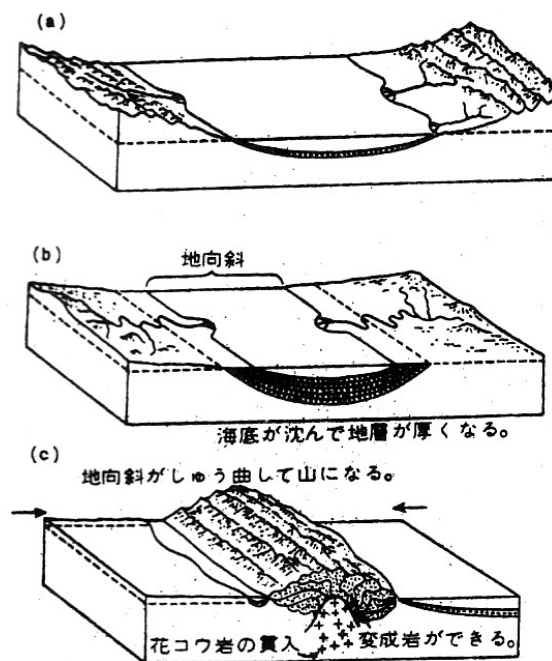


1. 西南日本外帯の地質と十津川流域の地質特性

波田重熙・藤田 崇

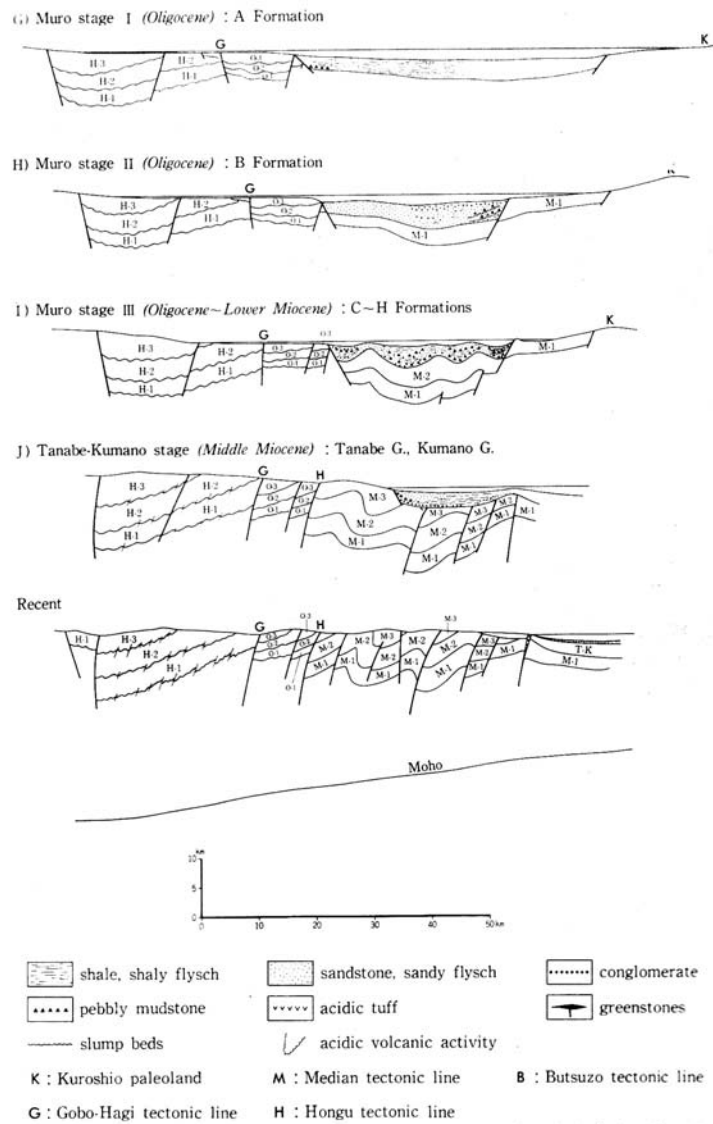
1.1 西南日本外帯，とくに四万十帯の地質

1970年代初頭、プレートテクトニクスが地球表層のシステムを規定する基本的原理として確立するまでは、地向斜-造山論が地球の変動を説明する根本原理とみなされ、地球科学者とくに地質学者は、地向斜-造山論に基づいて論理を展開していた。地向斜-造山論が誕生したのは、北米大陸の大西洋岸に南北にのびるアパラチア変動帯（“造山帯”）である。そこでは古生代の地層が異常に厚く発達していたことから、大陸に挟まれた部分で、地殻の下方への連続的な撓曲運動に伴って10 kmに及ぶ厚い浅海堆積層（海のことがよく分かっていなかった時代には、砂のような粗粒の堆積物は浅海でしか堆積しないと考えられていたが、現在では乱泥流によって粗粒碎屑物も深海に持ち込まれることが明らかとなっている）の形成が続き、やがて最も物理的に不安定となる中央部を中心にして、著しい火成活動（花崗岩の貫入など）や変成作用が進行して、“造山帯”が形成されるとみなされた（第1図）。地球表面を物質が大規模に水平移動しているなどとは誰も考えていなくて、そこにある物質は基本的にはその場所で形成されたとみなされていた時代には、当然の考え方であったといえる。実際、例えばカナダ・ニューファウンドランドでは、西側に原生代の大陸基盤からなる地帯が（北米大陸）、東側にはアヴァロン卓状地と呼ばれる結晶質基盤岩類からなる地帯が識別されていたことから、その間で変動帯は形成・発展したとみなされたのである。



第1図 地向斜-造山論を説明する模式図

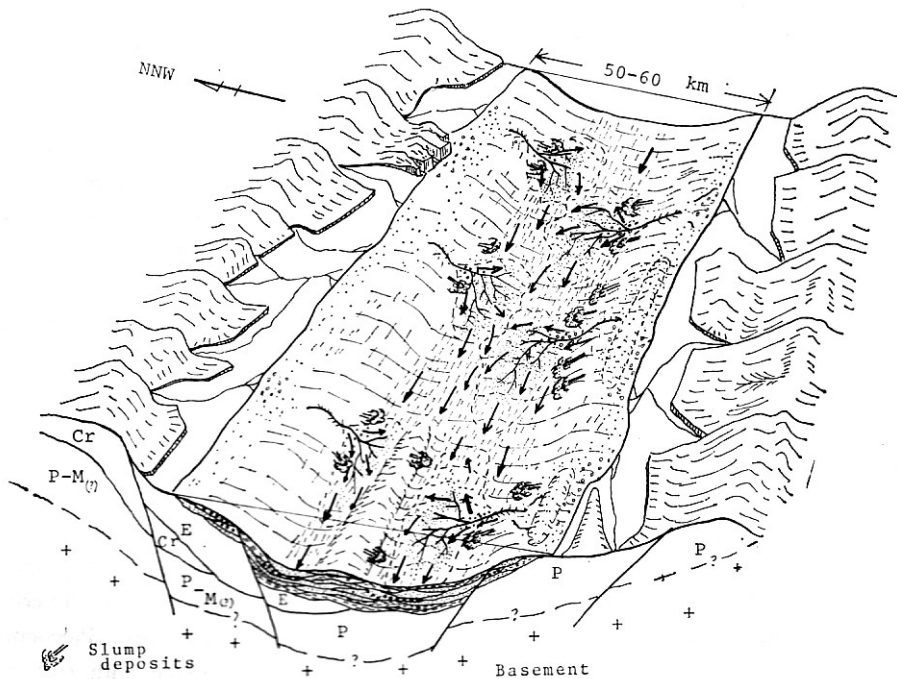
したがって、西南日本外帯の地質も 1980 年代に入る頃までは地向斜-造山論の考え方を枠組みに説明されていた。すなわち、主に石灰岩から産する紡錘虫化石の年代に基づいて秩父累帯に分布する地層は‘秩父古生層’と呼ばれ、古生代から中生代にかけて存在した‘秩父地向斜’において形成され、そこは古生代末から中生代初頭に及んだ‘本州変動’によって次第に陸化したと説明された。かわって、中生代中頃からその南側（太平洋側）に形成されたのが‘四万十地向斜’で、そこで四万十超層群と呼ばれる厚い地層が形成されたと説明された。第2図および3図に、1970年代における四万十地向斜の発展と四万十超層群の形成を、地向斜-造山論の枠組みで説明している例を示した。当時四万十帯からは、アンモナイトや貝化石等の大型化石がごく稀にみつかっただけで、広大な地域の地層の年代を議論することは難しく、‘未詳中生界’と総称されていた。そのような砂岩層に四万十帯の



第2図 紀伊半島における四万十地向斜の発展を示す模式図
(紀州四万十団体研究グループ,1975) (Kは黒潮古陸)

南側，すなわち，海側から堆積物が供給されたことを示す‘底痕’が各地で確認されたことと，中国や朝鮮半島のような大規模な大陸地域の先カンブリア系に特徴的で，日本の地層には存在しないオーソコォーツァイトの礫が多量に四万十帯から発見されたという二つの事柄に基づいて，四万十地向斜の北側だけでなく，南側にも物質を供給した大規模な陸地が存在したとみなされ，その‘南方陸地’は「黒潮古陸」と称された。

ところが，地向斜のように浅海条件を保ちながら徐々に沈降して1万メートルを越える地層を形成している地球規模の堆積盆は現在の地球上のどこにも存在しないことから，地向斜とはどのような場所なのかということが常に議論の的となっていた。



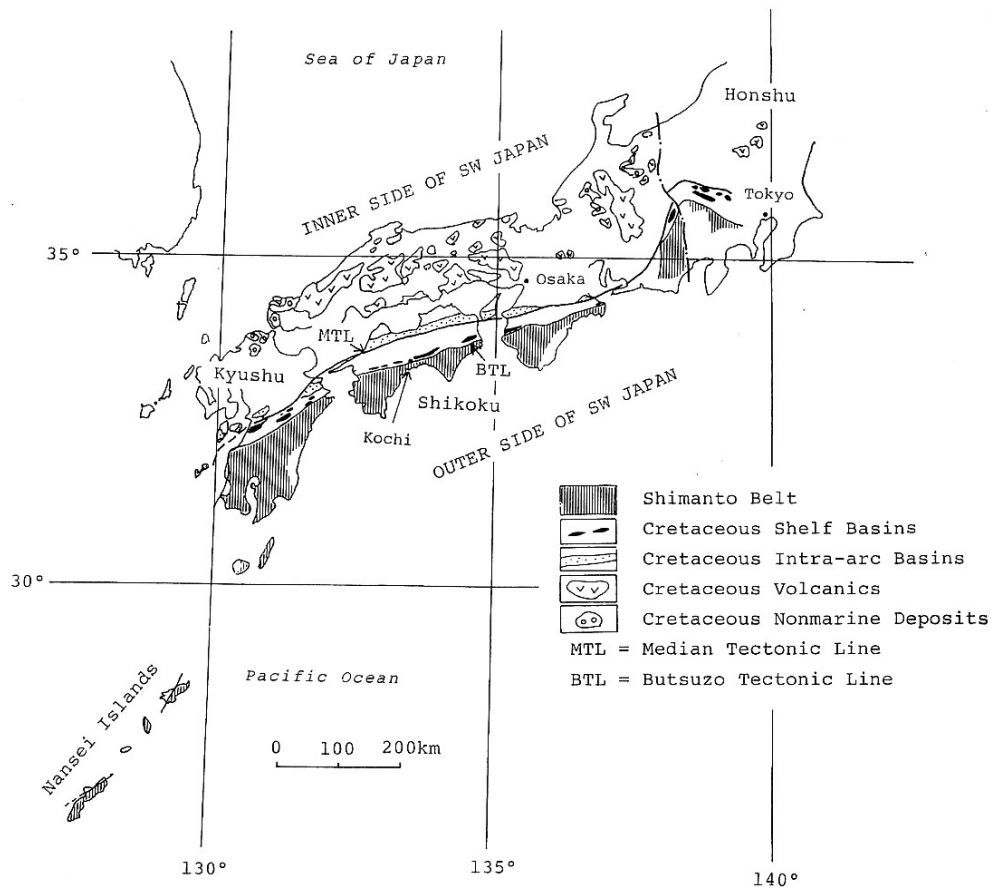
第3図 四万十超層群を形成した四万十地向斜の復元の例 (Tateishi, 1978)

地球科学者は，1950年代に入るまでの長い間，地球を理解するためにひたすら「大陸」の研究を続けてきた。当時は，何千メートルもの海水で被われた「海」の底のことを知ることはほとんど不可能であったからである。ところが，科学技術が進歩したことによって，海水に被われた海洋底の研究が可能となった途端に，プレートテクトニクスが登場して地球科学は一変した。地球表面積の1/3程度しか占めていない陸地に住んで「動かざること大地のごとし」などと言っていたら，残り2/3を占める海洋底のことがわかってみると，実は海洋底の岩盤は常に移動しながら新しいものに更新されていて，大陸は海洋底の岩盤のベルトコンベヤーに乗って移動している，ということになったのである。

プレートテクトニクスの登場によって、それまでの学問体系が根底から覆されて地球科学は一変した。その結果、例えば、地層の形成過程に関する問題も真に現在の地球上で進行しつつある物理・化学的過程の枠組みの中で議論できるようになった。一方大層重要なのは、時期を同じくして、それまで示準化石としてはあまり有効とはみなされていなかったコノドント化石やとくに放散虫化石といった微化石の層序学が急速に進展し（微化石層序学の確立も、海洋底の研究が可能になったことに大きく依存している）、また、そのような化石は大型化石を含まないような種々の岩相の岩石から抽出されるようになった結果、地層の年代論も一変し、例えば‘未詳’とされていた四万十超層群の年代論も画期的に進歩することとなった。

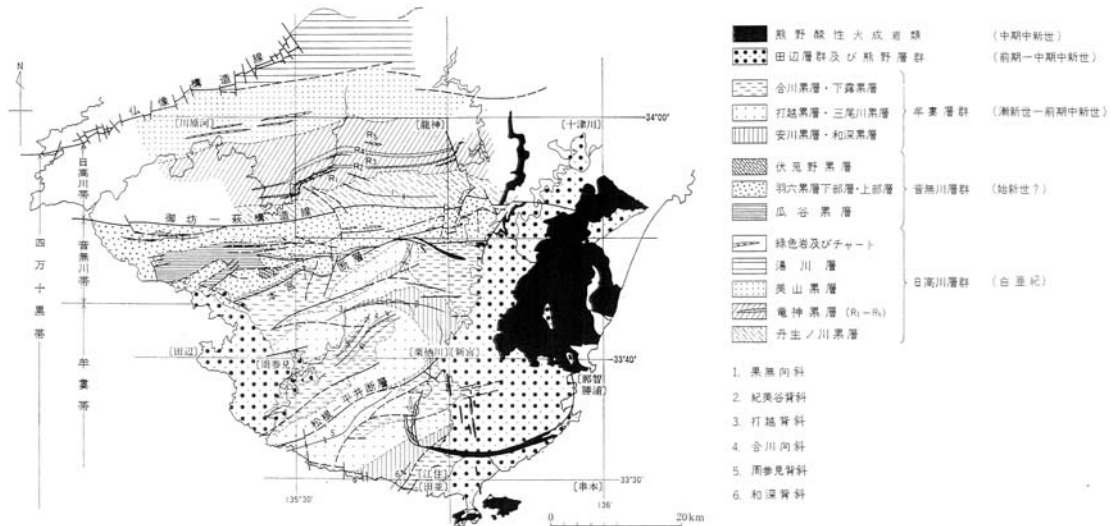
その結果、四万十帯の形成・発展に関する議論も飛躍的に進歩した。四万十帯は、日本列島における最も主要な地質区の一つで、最も太平洋側に位置する。東は房総半島から関東山地に始まり、西南日本外帯に沿い、南西諸島まで分布している。その総延長は走向方向に約 1800 km に達する（第 4 図）。

四万十帯はその名のごとく四国の四万十川流域を模式地としており、岩相層序区分上の単位では、四万十超層群（Shimanto Supergroup）によって構成される。それはさらに、白亜紀層の部分を下部四万十超層群（Lower Shimanto Supergroup）、



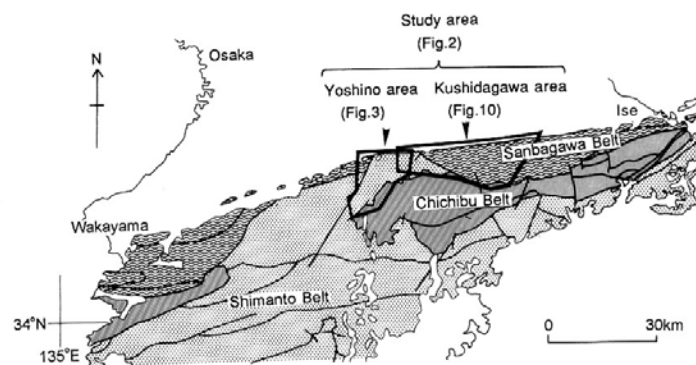
第 4 図 四万十帯の分布略図（平ほか, 1980）

第三紀層の部分を上部四万十超層群（Upper Shimanto Supergroup）に区分することがある。四万十帯は、仏像構造線を介して秩父累帯の南側に広がる地帯で、紀伊半島では北より日高川帯、音無川帯、牟婁帯の3帯に区分されている（第5図）。



第5図 紀伊半島四万十帯の地帯区分（徳岡ほか, 1981）

紀伊半島西部では秩父累帯が欠如する部分があり、そこでは四万十帯と三波川帯が仏像構造線に相当する有田側構造線で直接している（栗本, 1982）（第6図）。さらにその東側では三波川帯も欠如することから、四万十帯は中央構造線を介して領家帯と直接することになる（竹内, 1996）（第6図）。さらに東部の紀伊半島中央部では、秩父累帯三宝山帯の地質体が四万十帯を低角度の断層関係で構造的に被覆することから、四万十帯の地層はクリッペ状の三宝山帯の地層を取り巻くように、北西側から南西側、そして南側へと分布する（第6図）。また、紀伊半島の四万十帯では、部分的に新第三紀層である田辺層群や熊野層群、ないし、さらに若い海岸段丘層が基盤の四万十超層群を不整合に被覆している（第5図）。しかし、紀伊半

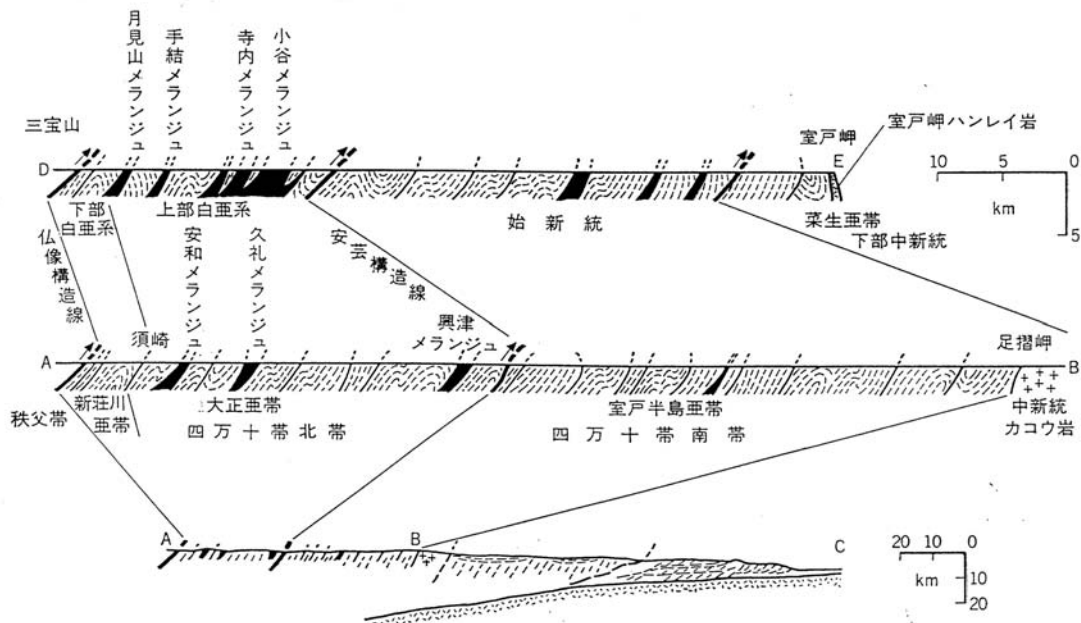


第6図 紀伊半島における三波川帯，秩父累帯，四万十帯の関係（竹内, 1996 より）

島南半部の広い地域を占めて分布するのは四万十超層群で、プレートテクトニクスの登場によって、それは「付加体」と呼ばれる海洋プレートの沈み込みに伴って形成された地層であることが判明した。

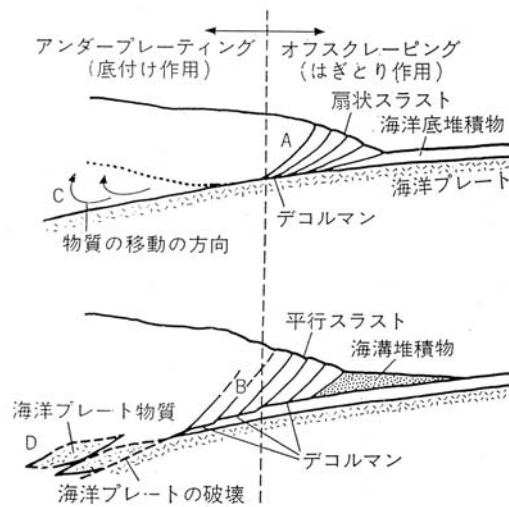
四万十帯の付加体を構成する地層は、岩相の上から大きく、粗粒砕屑岩相とメランジュ（混在岩）相の二つに分けられる。粗粒砕屑岩相は、四万十帯の広い部分を占める付加体で、様々の量比で互層する砂岩と泥岩（タービダイト）で構成される。一般によく成層しているが、海底地すべりなどによって形成されたオリストストロームを含む。メランジュ相の地質体（混在岩層）は、泥質岩を主体とする地層で、その中に様々のサイズの砂岩・砂岩／泥岩互層・緑色岩類・チャート・多色頁岩・石灰岩など多様な外来岩塊を含む。四国や九州においては、それは、広く分布する粗粒砕屑岩相の地層と断層間係でサンドウィッチ状に挟み込まれるように、幅狭い帯状の分布をすることが知られている（第7図）。

このような四万十帯の付加体がどのようにして形成されたかは、現在付加過程が進行中の南海トラフの状況も参考にして、次のように考えられている（平ほか，1980；波田・平，1993など）。海嶺で誕生し、海溝に向かって移動してきた海洋プレートの最上位に最後に堆積するのは、海溝を充填する粗粒砕屑物からなるタービダイト層である。海洋プレートは最終的に海溝で沈み込むが、その海洋プレートに水平方向の圧縮力が作用することによって、タービダイトの中に陸側に傾く衝上断層が段階的に発達して、タービダイトは海洋プレートから順次はぎ取られる〔は

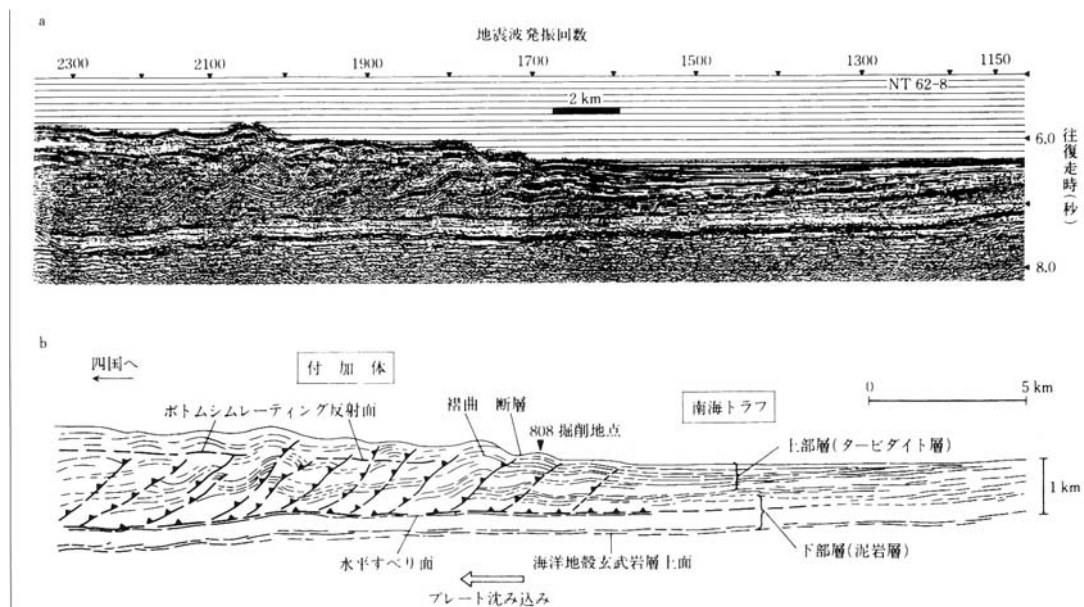


第7図 四国における四万十超層群の地質断面図〔メランジュ（黒色部）がサンドウィッチ状に粗粒砕屑岩相からなるスラスト・シートの間にはさまれる〕（平，1990）

ぎ取り作用 (off-scraping)] (第8図; 第7図の断面図参照) . 結果として, タービダイト層は覆瓦スラスト (覆瓦ファンが一般的で, デュープレックスも含まれる) を形成しながら, 海溝内側斜面基部に順次付加することになる (第9図) . これが粗粒碎屑岩相の付加体である. その結果, 衝上断層で断たれたタービダイト層より下位の半〜遠洋性堆積物 (泥岩・多色頁岩・チャート・石灰岩など) と海洋プレートそのものはより深い部分に沈み込むことになる. その過程で進行するさらなる短縮運動や陸側と海側のプレートの境界で進行する剪断運動によって, ついには, 沈み込む海洋プレート自体も破壊されるようになり, 海洋プレートから枕状溶岩 (緑色岩類) より上位の海洋プレート物質が分離し, 陸側プレートに「底付け作用



第8図 付加作用における「はぎ取り作用」と「底付け作用」 (加賀美ほか,1983)

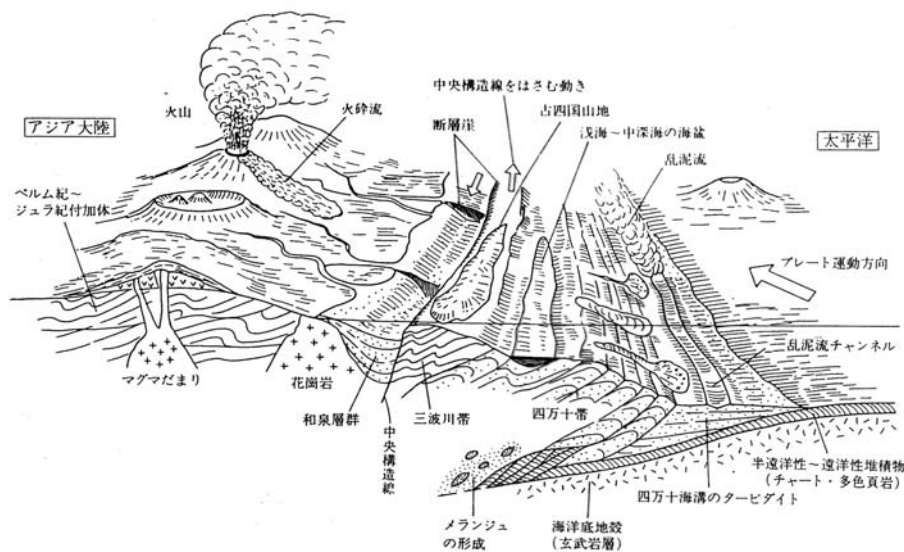


第9図 南海トラフの反射人工地震断面とその解釈図(はぎ取り作用) (平, 1990)

(underplating)」(第8図)と呼ばれる過程によって付加することになる。このようにして形成されたのがメランジュ相の付加体である(加賀美ほか, 1983; Hada, 1988)。これら付加体が形成されることによって発達していく海溝内側斜面では, 短縮運動に伴ってその後も逆断層運動が進行し, 凹凸に富んだ地形が形成される。そのようにして形成される付加体基盤上の斜面海盆あるいは海段とよばれる部分に, 陸側から乱泥流などによってもたらされる碎屑物が堆積する。このようにして形成されたのが, 整然層である前弧海盆堆積層である。ただし, そのような堆積場は造構的に不安定であることから, 前弧海盆堆積層にはしばしば海底地すべり堆積層が伴われる。

このようなプレートテクトニクスに基づく考え方に従って, 白亜紀における四万十帯付加体の形成と当時の造構環境を示した模式図が第10図である(平, 1990)。

なお, 紀伊半島の四万十帯が他地域の四万十帯と異なる地質学的特徴は, ①とくに, 九州地方の南東部や中部地方の赤石山脈の四万十帯に比較して, 変形が弱く堆積時の構造を比較的よく残しており, ②また他地域に比較して, 付加体メランジュ相の分布が広くなくて, とくに, 音無川層群や牟婁層群には緑色岩類およびチャートがみられず, ③白亜系にも古第三系にも, 一部の地層に, 南から北への古流向が残されている, などである。①, ②の特徴は, 付加体基盤の削剥レベルが, 他地域に比較して浅いことが関わっている可能性が高い。付加様式から判断すると, メランジュ相の付加体の方が付加体ウェッジのより深い部分に分布すると見なされるからである。したがって, 紀伊半島では上記した粗粒碎屑岩相とメランジュ相とがそれぞれまとまった地質単位として別個に出現するのではなくて, 一つの地層中にそれらが繰り返し出現する機会が多いこと, また, 北部の地層ほどメランジュ相の部分が広くなること, も上記のことが関わっていると見なされる。



第10図 白亜紀における四万十帯付加体の形成と当時の造構環境 (平, 1990)

1.2 十津川流域の地質特性

今回調査対象となった地域は、四万十帯日高川帯に位置する（第5図）。日高川帯は四万十帯の北半部を占め、白亜系の日高川層群が分布する。紀伊半島西部の日高郡由良町から東へ見ていくと、日高川帯の北限を画する断層は由良町・伊都郡高野町・大台ヶ原を結ぶ位置に、仏像構造線・板尾断層・有田川構造線・中央構造線が延びており、さらに、三重県側では三波川帯と四万十帯の境界の断層、そして秩父累帯三宝山帯のクリッペを取り巻くように延びる仏像構造線が存在し、その南側あるいはクリッペの下位に広がる地帯が日高川帯である（第6図）。一方その南限は、和歌山県御坊市・果無山脈西端の虎ヶ峰・三重県紀和町を結ぶ線に沿って延びる御坊一萩（十津川）構造線で画されている（第5図）。

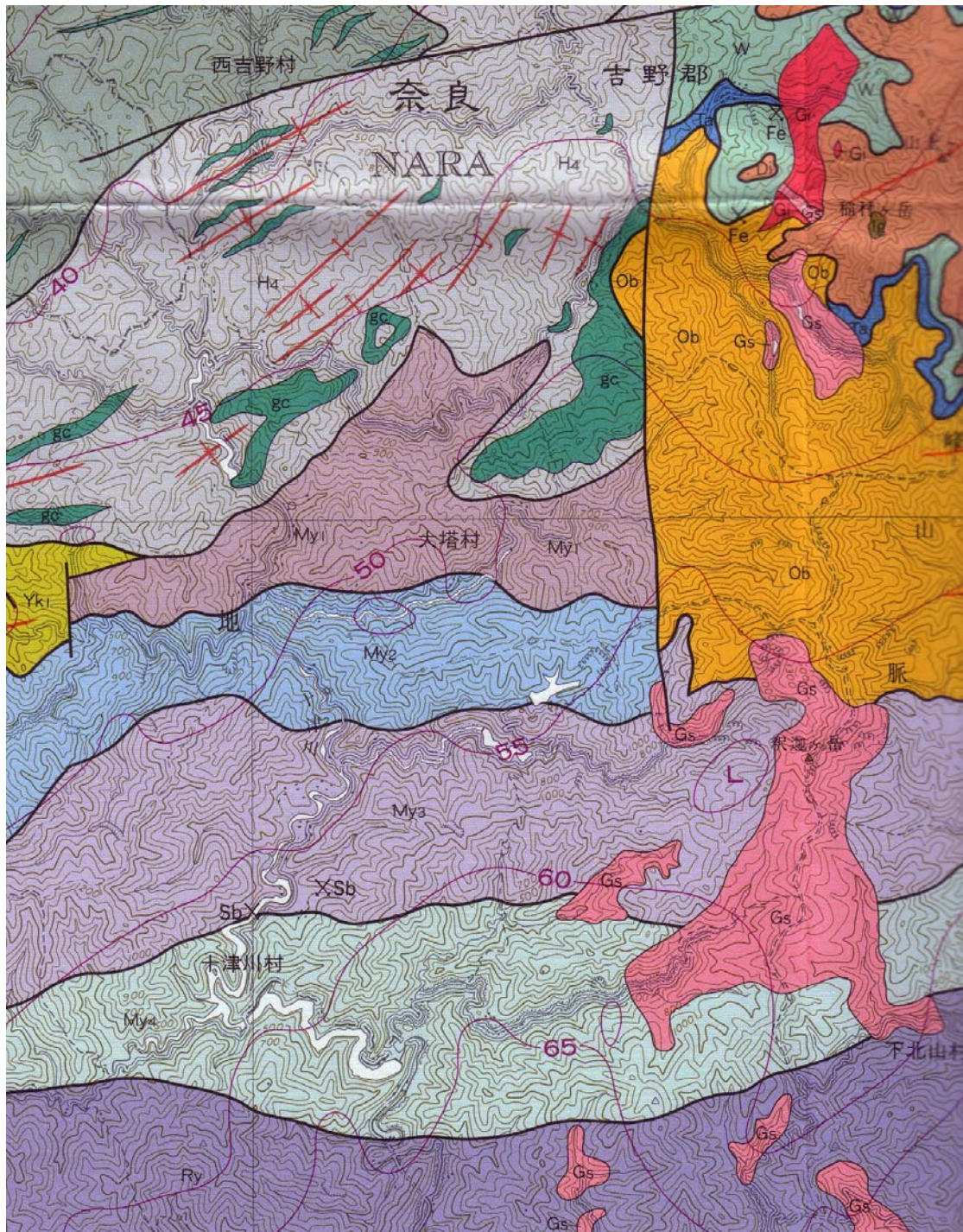
日高川層群は東部で中新統の熊野層群によって不整合に覆われ、さらに大峯酸性岩類によって貫かれている（第5図）。日高川帯の中で調査が進んでいる有田川上流地域および日高川流域でみると、日高川層群は北から花園層・湯川層・美山層・竜神層および丹生ノ川層に区分され、それぞれ断層で接している（第5図および11図）。今回調査の対象となった地域に主に分布するのは、花園層、美山層、竜神層および丹生ノ川層である。

以下の日高川帯の地質は、栗本（1982）、竹内（1996）、木村（1986）、紀州四万十帯団体研究グループ（1977）、紀州四万十帯団体研究グループ（1986）、紀州四万十帯団体研究グループ（1991）、大和大峰研究グループ（1992）、地域地質研究報告「竜神地域の地質」（5万分の1図幅）（1981）、日本の地質6「近畿地方」（1987）、20万分の1地質図幅「和歌山」（1998）、及び、アーバンクボタ No.38（付図：紀伊半島四万十帯の地質図）（1999）を主に参考にまとめて。

(A) 花園層

今回の調査対象地域の北部、十津川流域でいえば奈良県大塔村辻堂より北部に分布するのは、花園層である（第11図および12図）。花園層は、西部では北縁を有田川構造線に、南縁を梁瀬断層でそれぞれ区切られて分布する（第11図）。かつては秩父累帯の古生界に属するとされていたが、近年広い領域から白亜紀の放射虫化石がみいだされたことなどに基づいて、現在では四万十帯の地層であることが判明した（栗本，1982）。花園層の分布は、西方へは花園村の西方で、衝上断層の板尾断層で断ち切られている。東方へはその分布は広がり、最近出版された20万分の1「和歌山」図幅（1998）に示されるように、三波川帯との境界部分まで広がり、三宝山帯のクリッペの北側にまで廻り込むように分布している（第11図）。

花園層は、黒色泥岩を主とし、砂岩・緑色岩類・チャート・赤色頁岩・珪長質凝灰岩および石灰岩を伴っている。岩相的な特徴として、1) 赤色チャート、赤色泥



第 1 1 図 十津川中・上流域の四万十帯地質図〔20 万分の 1 地質図幅「和歌山」(1998) より〕； 第 1 3 図が本図の南側に続く。

H : 花園層； My : 美山層； Ry : 竜神層； 伯母谷川層；
gc : メランジュ相中の緑色岩およびチャートのブロック
(Di, W, Ta は秩父累帯三宝山 (南) 帯の地層； Gi, Gs : 大峰花崗岩類)

岩が顕著に見られ、それらは緑色岩類と密接に伴って産出すること、2) 泥岩と互層する砂岩は膨縮することが多く、塊状砂岩はレンズ状またはブロック状を呈すること、があげられる。このような特徴によって、花園層はメランジュ相の付加体を主体とするとみなされる。同層は一般に北東―東北東の走向を有し、北または南へ30°―70°傾斜するが、一部南北性の走向も観察され、複雑な構造を呈していると思われる。放散虫化石に基づく本層の年代は、白亜紀新世のコニアシアン―カンパニアンを示す。梁瀬断層は、花園村北部の数か所で確認されているが、断層面は南傾斜である。

(B) 湯川層

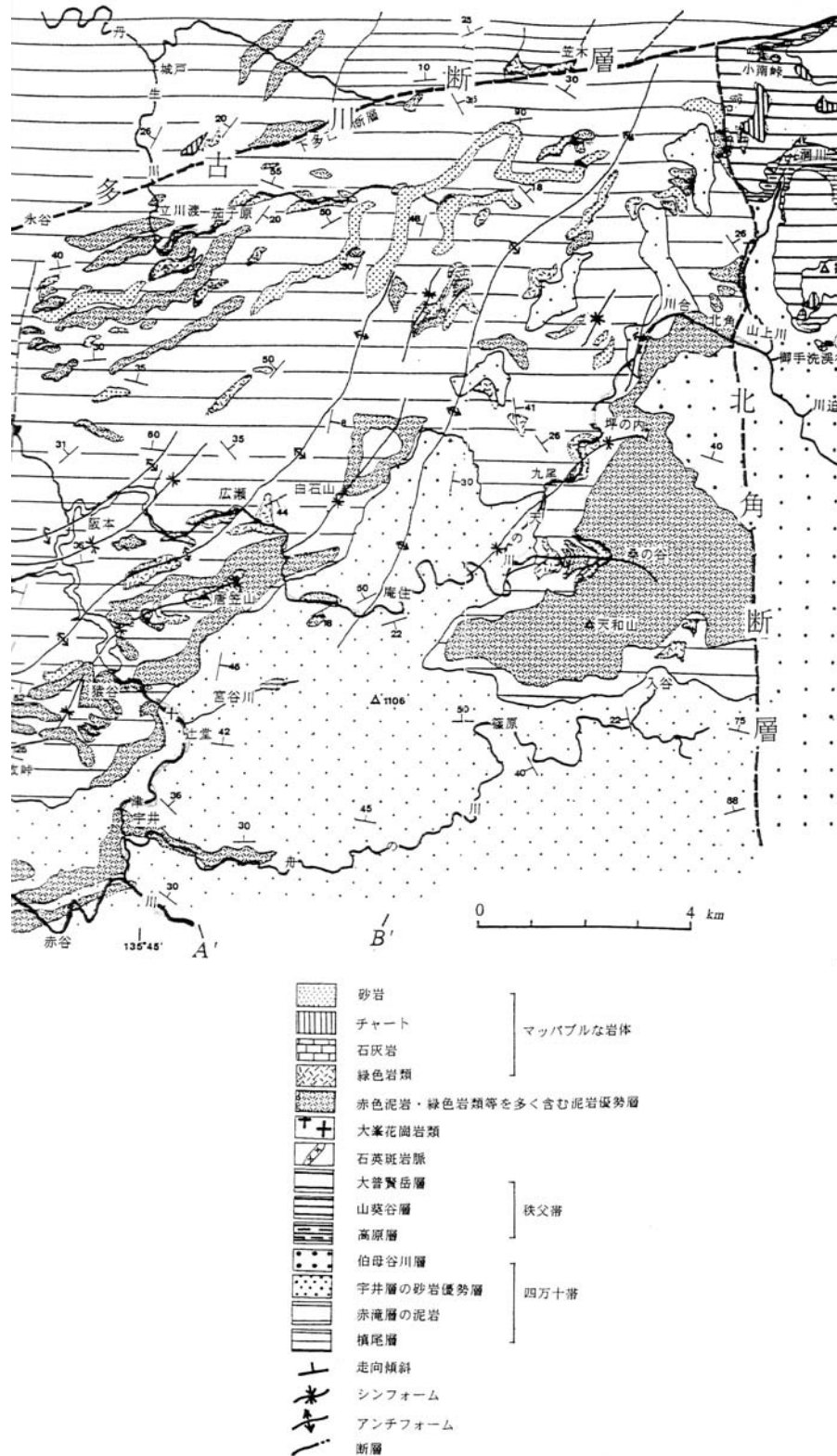
和歌山県有田郡清水町から花園村にかけて分布する砂岩の多い地層であるが、今回の調査対象地域には分布していない。ただし、紀伊半島中央部に発達する南北性の横断断層（第12図の北角断層）の東側で、第12図の天の川上流には、湯川層に対比される伯母谷川層が分布する。伯母谷川層は、奈良―三重県境付近の北山川流域北部に分布する日高川帯の地層で、クリッペをなして分布する秩父累帯三宝山帯の三宝山層群の下位を構成する地層である（第12図）。

湯川層および伯母谷川層は、厚い塊状および成層砂岩層および砂岩勝ち砂岩/泥岩互層を主とし、泥岩および泥岩勝ち砂岩/泥岩互層を伴っているが、緑色岩類や赤色層状チャートは一部を除いて含まれないことから、海溝充填堆積層からなる粗粒碎屑岩相の付加体からなるとみなされる。その年代は、放散虫化石に基づいて、アルビアン後期からコニアシアン前期（白亜紀前期末―後期前半）とみなされている。

(C) 美山層

美山層は、和歌山県日高郡中津村・美山村・龍神村北部・十津川村北部にかけて広く分布している。今回の調査対象地域の十津川流域で見ると、奈良県吉野郡辻堂から奈良県十津川村野尻の間に分布する。美山層の分布の北限は湯川断層で、南限は東部地域では猪谷断層であり、十津川地域では木村（1986）によれば神納川断層で、南側の竜神層と接している（第11図および13図）。

美山層は、主に塊状砂岩層、砂岩/泥岩互層、黒色ないし緑灰色泥岩層からなり、緑色岩類、チャート、緑色および赤色泥岩、珪長質凝灰岩を伴う（第11図および13図）。緑色岩類とチャートとは密接に伴って産出することが多いことからチャート・緑色岩ユニットとよばれる。チャート・緑色岩ユニットは、小規模なマンガングル床を伴うことがある。緑色岩類およびチャートは異地性で泥質岩に含まれるが、走向方向に連続することと、上下の碎屑岩層とは整合関係であると判定されたことから、そのような地層は当初オリストストロームとみなされた。しかし詳細な年代



第12図 奈良県吉野郡辻堂地域の地質図 (大和大峰研究グループ, 1998 より)
 (槇尾層および赤滝層は日高川層群花園層に対比されるメラングジュ相の付加体；
 宇井層は日高川層群美山層に対比される粗粒碎屑岩相の付加体；南北性断層の
 東側に粗粒碎屑岩相の付加体である湯川層に対比される伯母谷川層が分布する)

等が検討された四国の白亜系付加体を参考にすると、チャート・緑色岩ユニットはメランジュ相の付加体であるとみなされ、粗粒碎屑岩相の付加体とサンドウィッチ状に断層によって繰り返しているとみなされる（第7図）。この点は、美山層が全体としては走向方向の高角度逆断層によって、急傾斜で北上位の地層が繰り返す覆瓦構造を呈する事実とも合致する。

メランジュ相のチャート・ブロックおよび基質である泥岩の放散虫化石年代が、北から南へ順次に若くなることが知られているが、美山層の全体の年代は、チューロニアンからカンパニアン前期（白亜紀後期）とみなされている。

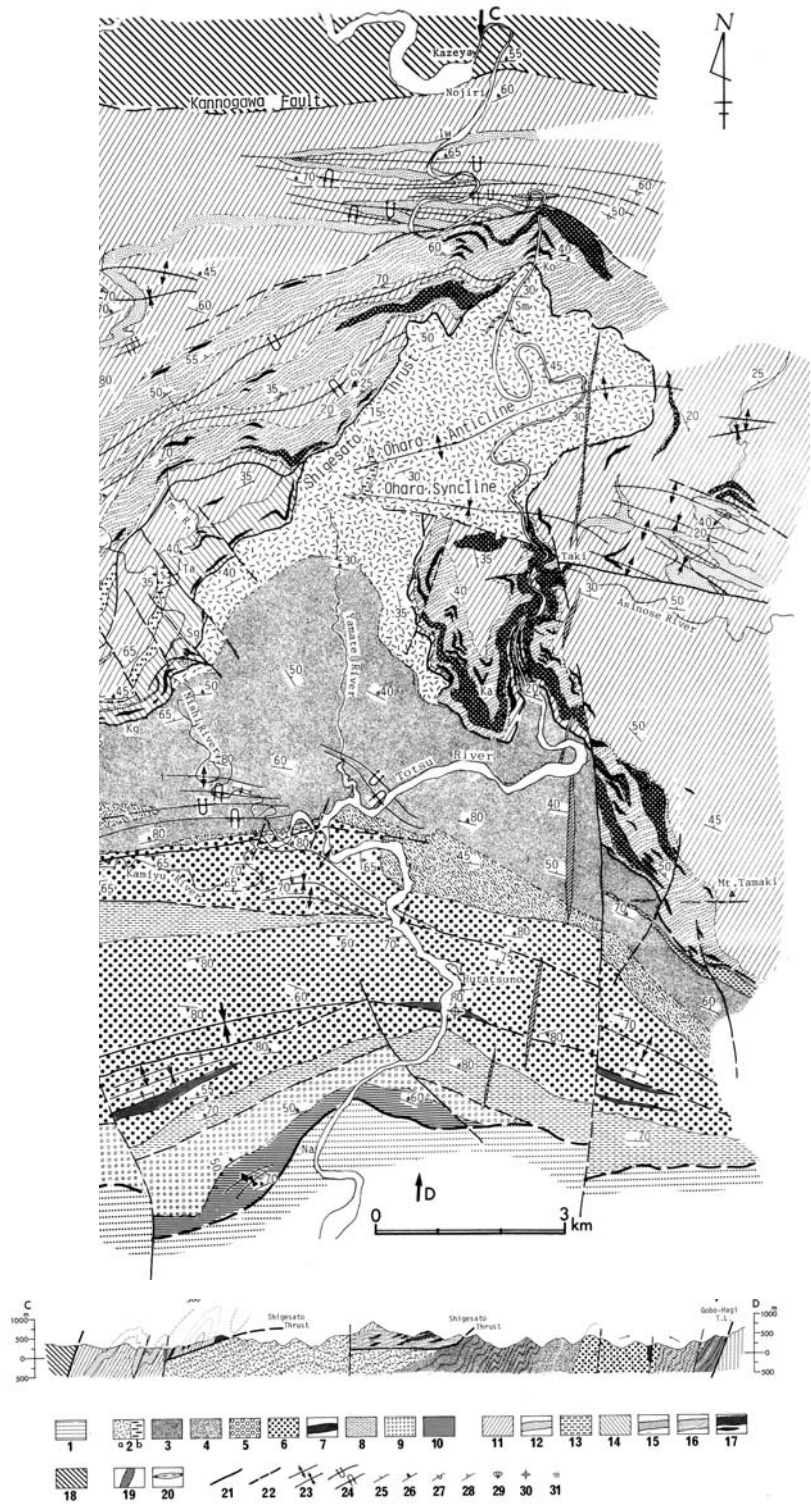
（D）竜神層

竜神層は、和歌山県御坊市から中津村南部・美山村南部・南部川村北部・龍神村・奈良県吉野郡十津川村南部にかけての広い地域に分布するが、今回の調査対象地域の十津川流域で見ると、十津川村野尻から湯之原下番の間の狭い範囲に分布するのみである。北限の断層は、西部地域では猪谷断層、十津川地域では神納川断層であり、北側の美川層と接している。また、南限は重里衝上断層で丹生ノ川層に接している（第13図）。

竜神層は主に泥岩と泥岩勝ち砂岩／泥岩互層からなり、他の地層に比べてより多くの珪長質凝灰岩を伴う。珪長質凝灰岩には、ガラス質凝灰岩・ガラス質結晶凝灰岩・軽石凝灰岩などが含まれ、その粒度は細粒から火山礫大までのものがある。したがって、竜神層は粗粒碎屑岩相の付加体とみなされるが、まれに緑色岩類やチャートが伴われ、本調査対象地域でも重里衝上断層に沿う部分に緑色岩類のブロック状岩体を伴う泥質岩がみられ、メランジュ相の付加体が挟み込まれているらしい。竜神層の地質構造は、一般的には東西走向で北に傾斜する単斜構造を呈するが、褶曲を伴いながら衝上断層で繰り返す構造が明らかにされている地域もある。褶曲は、東西ないし東北東-西南西方向で、北に高角に傾斜する軸面をもつ南フェルゲンツの閉じた非対称褶曲が特徴的である（第13図）。竜神層の年代は、放散虫化石に基づいてカンパニアン（白亜紀後期）と見なされている。

（E）丹生ノ川層

丹生ノ川層は、和歌山県日高郡南部川村南部・龍神村南部および奈良県吉野郡十津川村南部にかけての虎ヶ峰から果無山脈にいたる東西方向の山陵にそって、全体としては東西に細長い分布をする。今回の調査対象地域の十津川流域で見ると、十津川村湯之原下番と十二滝との間の範囲に、北側を重里衝上断層で、また、南側を御坊-萩（十津川）構造線に断たれて分布する（第13図）御坊-萩（十津川）構造線は、日高川帯の南限を画する断層で、その南側は古第三系が分布する音無川帯である。



1. 音無川層群, 2~10. 丹生ノ川層 [2~4: Ng 部層 (2: Ng 部層上部— a. 含角礫頁岩, b. 礫岩, 3: Ng 部層中部—黒灰色頁岩, 4: Ng 部層下部—含角礫頁岩), 5: Nf 部層, 6・7: Ne 部層 (7: 頁岩), 8: Nd 部層, 9: Nb 部層, 10: Na 部層], 11~17. 竜神累層 [11・12: Rc 部層 (12: 砂岩優勢互層), 13: Rb 部層, 14・15: Ra 部層 (15: 等量互層), 16: 剝離質灰緑色頁岩, 17: 緑色岩類], 18. 美山累層, 19. 火砕岩脈, 20. 石英斑岩, 21. 断層, 22. 推定断層, 23. 背斜および向斜軸, 24. 転倒した背斜および向斜軸, 25~27. 地層面の走向・傾斜 (25: 正逆不明, 26: 順層, 27: 逆転層), 28. 剝離面の走向・傾斜, 29. サンゴ化石産地, 30. 放散虫化石産地, 31. 有孔虫化石産地.

第 13 図 奈良県十津川村南部の日高川層群の地質図 (木村, 1986 より)

丹生ノ川層は、砂岩／泥岩互層・成層砂岩・礫岩および黒色泥岩を主とし、珪長質凝灰岩を伴う。一部に、緑色岩類や斜方輝石かんらん岩を含む超苦鉄質岩が分布する。したがって、丹生ノ川層は粗粒碎屑岩相の付加体を主とし、一部にメランジュ相の付加体が挟み込まれているとみられる。砂岩／泥岩互層にはしばしばソールマークがみられ、南から北への古流向が特徴的である。丹生ノ川層の砂岩／泥岩互層には、大小の褶曲構造が顕著に発達していて、とくに果無山脈の稜線沿いでは、砂岩に富む部分に（南部域）、半波長 1.5～3km で、長さ 15 km 続く東西の軸をもつ開いた向斜構造（果無向斜）が存在し、これは日高川帯で最大の向斜構造である。褶曲構造の翼部と軸部に小褶曲が顕著に発達している（第 13 図にも認められる）。なお、御坊—萩（十津川）構造線に接する部分の丹生ノ川層の中には、巨大折れ曲がり帯（キンク帯）が存在し、第三紀における西南日本の時計回りの回転と結びつけて考えられている（柳井, 1986）。丹生ノ川層の年代は、放散虫化石に基づいて、竜神層と同じくカンパニアン（白亜紀後期）と見なされる。木村（1986）は岩相に基づいて、Na～Ng 部層の 7 部層に区分した（第 13 図）。

以上、今回の調査対象地域に分布する四万十帯日高川帯の白亜系付加体の地質特性の概略をまとめた。個々の地すべり地の地質特性と地すべりの発生要因との関係まで言及するスペースはないが、一般的にいえば、剪断された泥質岩中に物性を異にするブロックが含まれるメランジュ相の部分では、斜面が不安定となって斜面変動を発生することが多い。また、粗粒碎屑岩相の部分では、砂岩／泥岩互層は一般に北へ急斜していることが多いことから、流れ盤斜面では泥質部が滑動する層すべりのタイプの斜面変動がしばしば発生する。一方受け盤となる斜面では、斜面変動は地層のクリープ的滑動から崩落にいたるいわゆるトップリングが主要な運動様式となって大規模崩壊が発生することがある。なお、付加体中に発達する断層周辺では、岩層が破碎されているばかりでなく、熱水変質を被って沸石類（ローモンタイト）が生じていることがしばしばあり、砂質岩の優勢な粗粒碎屑岩相の付加体でも著しく脆弱となっていることがある。

参考文献

- アーバンクボタ編集室（1999）：特集=紀伊半島の地質と温泉〔付図：紀伊半島四万十帯の地質図（1：250,000）〕．アーバンクボタ，38，株式会社クボタ広告宣伝部，56p.
- Hada, S. (1988): Physical and Mechanical Properties of Sedimentary Rocks in the Cretaceous Shimanto Belt. *Modern Geology, Shimanto Belt, Southwest Japan—Studies on the Evolution of an Accretionary Prism*, 12, 1/4, 341-359.
- 波田重熙・平朝彦（1993）：露岩は語りかける—海に向かって成長する四国—。「黒潮のめぐみ（高知大学編）」，高知新聞企業，50-64.
- 橋本 勇（1971）：和歌山県御坊・印南・南部地域の日高川層群と印南層群．松下久道教授記念論文集，341-350.
- はてなし団体研究グループ（1974）：紀伊半島四万十帯，音無川帯の研究—層序と構造の総括—．和歌山大学教育学部紀要，自然科学，29，33-70.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦（1983）：南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成．科学，53，429-438.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1975）：四万十帯地帯の発展史．地団研専報，（19），143-156.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1977）：和歌山県竜神村南部の日高川層群—紀伊半島四万十帯の研究（その8）—．地球科学，31，250-262.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1986）：紀伊半島西部中津村周辺の日高川層群美山累層—紀伊半島四万十帯の研究（その11）—．地球科学，40，274-293.
- 紀州四万十帯団体研究グループ（1991）：和歌山県中東部の日高川層群湯川累層・美山累層—紀伊半島四万十帯の研究（その12）—．地球科学，45，1，19-38.
- 木村克己（1986）：奈良県十津川村南部四万十帯北帯の日高川層群—層序と古地理—．地質雑，92，185-203.
- 栗本史雄（1982）：和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—．地質雑，88，901-914.
- 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫（1998）：20万分の1地質図幅「和歌山」．地質調査所．
- 日本の地質編集委員会編（1987）：日本の地質6「近畿地方」．共立出版．
- 鈴木博之・原田哲朗・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・立石雅昭・徳岡隆夫・井内美郎（1979）：5万分の1地質図幅「栗栖川」及び同説明書．地質調査所，49p.

- 平 朝彦 (1990) : 日本列島の誕生. 岩波新書 148, 岩波書店, 226 p.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎 (1980) : 高知県四万十帯の地質とその起源. 平 朝彦・岡村 真編 四万十帯の地質学と古生物学, 林野弘済会高知支部, 319-389.
- 竹内 誠 (1996) : 紀伊半島三波川・秩父帯・四万十帯の地質-奈良県吉野地域及び三重県橿田川地域-. 地質調査所月報, 47, 4, 223-244.
- Tateishi, M. (1978): Sedimentology and Basin Analysis of the Paleogene Muro Group in the Kii Peninsula, Southwest Japan. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.,
Series of Geol. And Miner., 62 (2), 187-232.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫 (1979) : 5 万分の 1 地質図幅「江住」及び同説明書. 地質調査所, 59p.
- 徳岡隆夫・原田哲朗・井内美郎・石上知良・木村克己・公文富士夫・中條健次・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・谷口純造 (1981) : 5 万分の 1 地質図幅「龍神」及び同説明書. 地質調査所, 63p.
- 大和大峯研究グループ (1992) : 紀伊山地中央部の中・古生界, その 4, -高原川地域-. 地球科学, 46, 185-198.
- 柳井修一 (1986) : 西南日本外帯における地質構造の巨大折れ曲がり帯 (Megakink) とそのテクトニックな意義. 地質学雑誌, 92, 8, 603-606.